

1990 年前後の東大・海洋研究船・白鳳丸による海面上乱流フラックス測定の話を2題

海洋混合層観測 1988&1991: Tukamoto,O., Ishida,H., Mitsuta,Y. (1995) Surface energy balance measurements around ocean weather station-T during OMLET/CWRP, *JMSJ* 73, 13-23. (OMLET: Ocean Mixed Layer Experiment at Station-T, WCRP: World Climate Research Program)

熱帶海洋大気応答観測 1992: Tsukamoto, O. and Ishida, H. (1995) Turbulent flux measurements and energy budget analysis over the equatorial Pacific during TOGA-COARE IOP, *JMSJ* 73, 557-568. (TOGA: Tropical Ocean and Global Atmosphere, COARE: Coupled Ocean Atmosphere Response experiment)

田中広樹お仕事: 宮古島西平安名崎先端部でのフラックス観測 風向毎の観測フラックス・乱流特性が明らかになった。& 2002年8月の典型的な海面上フラックス(=夏期南西諸島海域での大気境界層下端の境界条件)が明らかとなった。 とりあえず、観測結果は纏まとった(IUGG2003で発表。ちょっと修正&追加事項あるけど)ので、既存研究と比較 &、海面上フラックスについての論文 & JMSJ向けの論文の書き方を調査。 で、8月中旬ぐらいうままで、1本書き上げる意気込み...v^o^v...なんですね。以下、括弧(数式を除く)は田中広樹の感想など

1. イントロ 海面上での渦相関法によるフラックスの直接測定が売り 既存研究ではバルク法での見積りが主流
渦相関法による直接測定 バルク法の経験式を改良・高精度化 + 定点でのバルク法観測 フラックスの長期推定
(1990 年前後の渦相関法観測のイントロは、これで良かったのね...いいなあ~。現在は、海での連続測定はさすがに少ないみたいだけど、少なくとも陸上では直接測定&長期計測が当たり前。私の仕事の売りは、船なんてたいそうなもの使わなくても、しっかりとスペクトルとか乱流特性を見てやれば、岬の先端での簡単なタワー観測でもお手軽に海のフラックスが測れるんだぜ!!というあたりかな? あとは、表面フラックスから無理槍見積もる境界層高度とゾンデデータの比較とか...うーむ)

2. 船上の観測 超音波風速計(DAT-300, Kaijo)&熱電対乾湿計(PY-100, Kaijo)or 赤外線湿度計(AH-300, Kaijo)
ジャイロを搭載、船の動き(3次元速度ベクトルと傾き)を記録 超音波風速ベクトルを補正(Tsukamoto et al., 1990)
(船の上での観測は、まだまだ議論があるのか? IUGG2003 でもこれに関する塚本さん発表があったようだ。)

3. 乱流フラックスと気象パラメタ

超音波で(音速から)得られる温度(sonic temperature) = T_{S0}

音波の仮温度(sound virtual temperature) $T_{sv} = T_{S0} + U / 403$ (横風補正)

実際の気温(true air temperature) $T = T_{sv} (1 - 0.51 q)$ (比湿補正)

実際の顯熱フラックス算定: $H = C_p \overline{w' T_{S0}'} - 0.061 \lambda E + 6U \overline{w' u'}$ (結構、補正効果ありそう...ヤバ(-_-;))

更に、Brook 補正: 定圧比熱 $C_p = (1 - q) C_{pd} + q C_{pv}$ $H += 0.1 \lambda E$ (って、ほとんど元に戻んないかい??)

一方、バルク法: $H = C_H (\rho C_{pd} U (T_S - T)) + 0.1 \lambda E$, $\lambda E = \lambda \overline{w' q'} = \lambda C_E U (q_S - q)$, $\overline{w' T'} = C_H U (T_S - T)$

結局、バルク係数算出には、Brook 補正是無関係となる。(なるほど)

4. バルク輸送係数

顯熱のバルク係数 C_H が潜 Table. Obtained bulk transfer coefficients

	OMLET88	OMLET91	COARE92	COARE92-N	Smith (91)	Bradley (93)
C_D	1.42	1.34				
C_H	1.85	1.54	1.32	1.10		
C_E	0.861	0.984	1.16	0.97	1.2±0.1	1.42

Note: Values should be $\times 10^{-3}$

5. エネルギー収支

反射率 $\alpha = 0.06$, 射出率 $\epsilon = 0.96$ を使用(Kondo & Miura (1985) JMSJ63 より引用)。海面は正味のところ、暖候期にはエネルギーを吸収し、冬には放出する。 海水温上昇・低下のみならず、収束 / 発散(測定困難)へ。

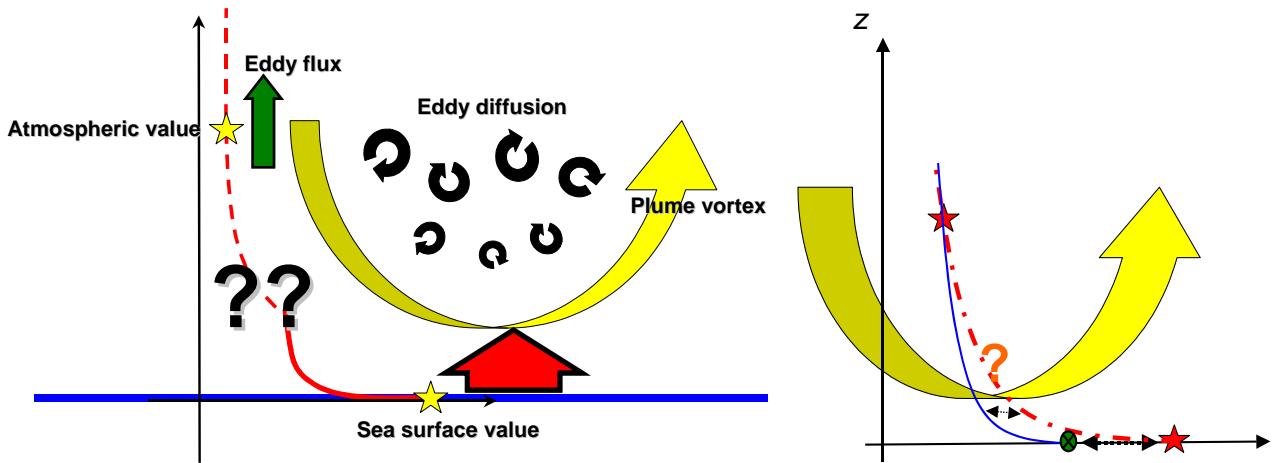
6. 結論

Table. Obtained energy flux densities

	OMLET88	OMLET91	COARE92	Kurosawa (83)	Endo (92)	Kondo (85)
ツクスは最も	H 16	66	14	15	44	0
精度が高い	I E 70	161	88	122	222	30
けど、長期	R _{net} 140	35	170	122	36	153
観測には向	Q _{net} 54	-192	68	-15	-230	123
かない。バ	dS 356	-297	-	288	-190	-100
ルク係数の	Adv. 302	-105	-	302	40	45
決定などの				107	-	7

Note: Unit is Wm^{-2} . Italic number is estimated as residue.

ためには、有効な手段である。(この結論。いい時代だ。しかもインバランス問題 or フラックス過小評価問題は顕在化していない。でも、 $C_H > C_E$ の結果は、潜熱フラックスの過小評価を想像させる。Aerosonde 観測で海面上 100~200m でブリューム(=渦相関に検出されない大規模な上下の大気交換)を検出。水面からは $C_H = C_E$ のフラックス(= $H_{edd} + H_{plume}$, $I\!E_{edd} + I\!E_{plume}$)。間違いなく $I\!E_{plume}$ はそこそこ大きいはず。 $C_H = C_E =$ 適当な値を仮定して、計算してみる予定。 そもそも $H_{edd} \ll I\!E_{edd}$ なので、 $H_{plume} \ll I\!E_{plume}$ でも、 C_H / C_E 比に影響与えないかも? ...さて?)



$$\tau = -\overline{w'u'} = u_*^2 = C_D U_{10}^2, \quad U(z) = \frac{u_*}{k} \log \frac{z}{z_0}, \quad C_D = \left(\frac{k}{\log(10/z_0)} \right)^2$$

Table. Roughness length and drag coefficient

$z_0(m)$	1.E-03	1.E-04	1.E-05	1.E-06	1.E-07	1.E-08	1.E-09	1.E-10
u/U_{10}	0.100	0.080	0.067	0.057	0.050	0.044	0.040	0.036
C_D	1.00E-02	6.40E-03	4.44E-03	3.27E-03	2.50E-03	1.98E-03	1.60E-03	1.32E-03

$$H = H_{\text{eddy}} + H_{\text{plume}} = \overline{w'T} + V(T_{\text{up}} - T_{\text{down}}) = u_* T_* + V \Delta T \equiv C_H U_{10} (T_0 - T_{10})$$

$$lE = lE_{\text{eddy}} + lE_{\text{plume}} = \overline{w'q} + V(q_{\text{up}} - q_{\text{down}}) = u_* q_* + V \Delta q \equiv C_E U_{10} (q_0 - q_{10})$$

未知数、 $C_H, C_E, V, \Delta T, \Delta q$ の5つなので、さすがに辛い。 $\Delta T, \Delta q$ を z_0 での経験値と観測値の差としてみる。

$$\text{フラックスと } 10m \text{ 観測値より } T(z) = T_{z_0, \text{virtual}} - \frac{T_*}{k} \log \frac{z}{z_0}, \quad q(z) = q_{z_0, \text{virtual}} - \frac{q_*}{k} \log \frac{z}{z_0}$$

$$\Delta T \equiv T_0 - T_{z_0, \text{virtual}} \equiv T_0 - T_{10} + \frac{T_*}{k} \log \frac{10}{z_0} = T_0 - T_{10} + \frac{T_*}{\sqrt{C_D}}$$

$$\Delta q \equiv q_0 - q_{z_0, \text{virtual}} \equiv q_0 - q_{10} + \frac{q_*}{k} \log \frac{10}{z_0} = q_0 - q_{10} + \frac{q_*}{\sqrt{C_D}}$$

$$\text{表面観測値と } 10m \text{ 観測値より } T(z) = T_0 - \frac{T_{*, \text{virtual}}}{k} \log \frac{z}{z_0}, \quad q(z) = q_0 - \frac{q_{*, \text{virtual}}}{k} \log \frac{z}{z_0}$$

$T_{*, \text{virtual}}, q_{*, \text{virtual}}$ を用いた対数則分布と T_*, q_* を用いた対数則分布での任意の高さでの差 $\Delta T, \Delta q$ とすると高度とともに差は減少する。しかし、結局、 ΔT と Δq の比は常に同じ。

で、やっぱり、最終的には、 $C_H = C_E$ とするか、あるいはエネルギー収支からおさえるかしないと解けない。